

© Г.В.Мустафаев, С.Ф.Велизаде, Э.Н.Эфендиева, 2006

ГЕОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ТИПОВЫХ КОЛЧЕДАННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АЗЕРБАЙДЖАНА

Г.В.Мустафаев, С.Ф.Велизаде, Э.Н.Эфендиева

*Институт геологии НАН Азербайджана
AZ1143, Баку, просп. Г.Джавида, 29А*

На примере ряда типовых колчеданных месторождений Азербайджана, локализованных в терригенных и вулканогенных комплексах, показан длительный и прерывистый характер процесса формирования руд, происходившего в различных геологических обстановках в широком диапазоне физико-химических параметров среды минералообразования. Предложенные геолого-генетические модели отвечают полигенно-полихронному типу месторождений и могут служить основой прогноза и поисков слепого оруденения. Сделан вывод о целесообразности рассмотрения генетических особенностей и других промышленно-генетических типов рудных месторождений Республики на основе эволюционного моделирования.

Колчеданное оруденение в Азербайджане представлено несколькими десятками месторождений и рудопоявлений, обладающих общими чертами, типичными для рудных объектов одноименного семейства. Разнообразие его определяется морфологией сульфидных тел, типами руд, спектром и количественными соотношениями основных и попутных промышленно-ценных компонентов и т.п. Этим месторождениям, сосредоточенным главным образом на южном склоне Большого Кавказа и северо-восточном склоне Малого Кавказа, посвящены работы многочисленных исследователей, благодаря которым накоплен огромный фактический материал по различным вопросам их геологии. Вместе с тем анализ имеющихся данных показывает, что многие генетические аспекты указанных рудных объектов, приуроченных к регионам с различными геодинамическими режимами становления, металлогенической специализацией и т.п., до сих пор остаются дискуссионными. В этой связи для познания геологических условий рудогенеза, закономерностей формирования оруденения, пространственно-временных соотношений магматических и рудных образований и т.п. представляется целесообразным создание геолого-генетических моделей типовых колчеданных месторождений, имеющих определенное научное и прикладное значение и позволяющих повысить эффективность прогнозирования скрытого оруденения.

С этой целью на основе анализа материалов предыдущих исследователей и резуль-

татов собственных работ (Велизаде, 1981; Мустафаев и др., 2000 и др.) ниже из многочисленных колчеданных объектов Азербайджана в качестве типовых рассматриваются Филичайское, Кацдагское и Катехское месторождения, приуроченные к терригенным комплексам южного склона Большого Кавказа, и Гядабейское, Гызылбулагское и Агдаринское месторождения, находящиеся в вулканогенных образованиях Малого Кавказа (рис. 1-3).

В весьма перспективной колчеданоносной провинции, линейно проявленной в альпийской терригенной эвгеосинклинали Большого Кавказа, юрские терригенно-осадочные породы, представленные глинистыми сланцами, песчаниками, алевролитами и их переходными литологическими разностями, образуют полицикличные ритмостратиграфические комплексы, в которых рудоносные горизонты приурочены к пачкам глинистых сланцев. Указанные породы интенсивно динамометаморфизованы, подвергнуты сильному смятию с проявлением в северной Бзыбско-Тфанской зоне продольной (З-СЗ) линейной, а в южной Чхалта-Сарыбашской зоне – продольной дисгармоничной сундучной складчатости, осложненной складками высоких порядков и многочисленными разнохарактерными разрывными нарушениями (Курбанов, 1986). Здесь, в отличие от Малокавказской металлогенической провинции, магматические породы имеют ограниченное развитие и относятся к недифференцированной формации натриевых базальтов, последовательно дифференцированной базальт-

андезит-дацит-риолитовой и верхнеюрской габбро-диорит-плагиигранитовой формациям.

Металлогенетическая специализация региона заключается в профилировании в Чалта-Сарыбашской зоне колчеданно-полиметаллических, а в Бзыбско-Тфанской – медно-пирротиновых руд. Колчеданное оруденение, контролируемое конседиментационными палеодепрессиями и глубинными магмоподводящими разломами, морфологически представлено стратиформными пластообразными и линзовидными телами с частыми раздувами и пережимами по простиранию и падению и сопутствующими им прожилково-пятнисто-вкрапленными образованиями.

Руды характеризуются богатым вещественным составом в основном за счет второстепенных и редко встречающихся минералов, установленных А.А.Алиевым, С.Ф.Велизаде, А.Г.Злотником-Хоткевичем, К.И.Мусейибовым, Н.А.Новрузовым, Н.Ш. Юсифовым и др. В колчеданно-полиметаллических рудах доминирует пирит, а в медно-пирротиновых – пирротин. Основные компоненты промышленно-ценных сульфидов цветных металлов – сфалерита, галенита и халькопирита сопровождаются широким спектром попутных (Au, Ag, Cd, Zn, Co, Se, Te) и других примесных элементов. В небольших количествах в рудах отмечаются марказит, арсенопирит, мельниковит, тетраэдрит, теннантит, фрейбергит и целый ряд других второстепенных минералов. Редко встречающиеся менагинит, гудмундит, петцит, гессит, алтаит, жозеит, теллурувисмутит, фаматинит, станнин, кубанит, макинавит, самородные золото, серебро, висмут, а также многочисленные другие минералы интересны лишь с минералогической точки зрения. Рудным минералам постоянно сопутствуют жильные образования, среди которых наиболее распространенными являются кварц и различные карбонаты.

Чрезвычайно богат минеральный состав окисленных руд, представленных главным образом различными гидроокислами железа, сопровождающимися мельниковитом, халькозином, ковеллином, борнитом, малахитом, азуритом, халькантитом, госларитом, галотрихитом, мелантеритом, розенитом, славикитом, ярозитом, алуногеном и целым рядом других гипергенных образований.

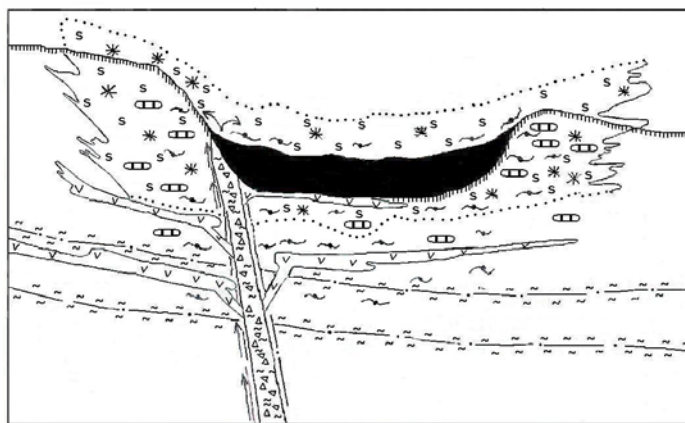
В рудах установлен ряд парагенетических минеральных ассоциаций, главные из которых – ранняя пиритовая, арсенопирит-пиритовая, блеклорудно-халькопирит-галенит-сфалеритовая, галенит-сфалерит-халькопирит-пирротиновая и халькопирит-кварцевая характеризуют лишь общую направленность процесса формирования колчеданного оруденения в регионе, хотя на каждом конкретном рудном объекте они могут быть развиты с различной интенсивностью, вплоть до полного отсутствия. Например, галенит-сфалерит-халькопирит-пирротиновая ассоциация, доминирующая на медно-пирротиновых объектах, на Катехском колчеданно-полиметаллическом месторождении практически не проявлена. Интенсивность развития ранней пиритовой ассоциации, столь характерной для колчеданно-полиметаллических месторождений, существенно уменьшается на медно-пирротиновых объектах, местами вплоть до сохранения ее лишь в виде реликтов.

Проблема генезиса колчеданных месторождений региона на протяжении многих лет вызывала острую дискуссию (Мазанов, 1963; Смирнов, 1967; Виноградов и др., 1971; Кашкай и др., 1979; Курбанов, 1986; Злотник-Хоткевич, 1982 и др.).

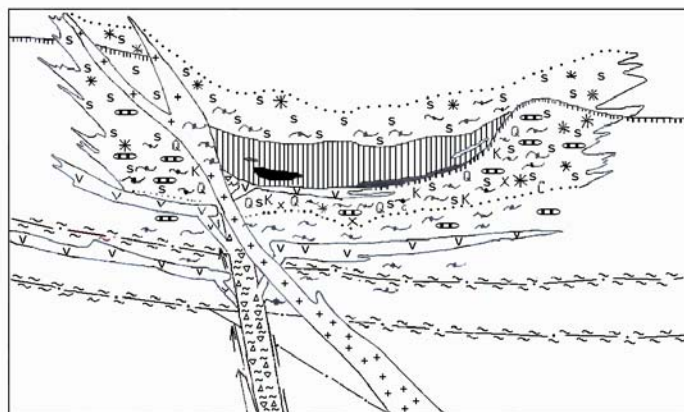
Следует подчеркнуть, что, несмотря на достаточное аргументирование сторонниками своих доводов в пользу придерживаемой ими точки зрения, ни одна из выдвинутых в этом плане гипотез не отличается полнотой охвата и освещения всех дискуссионных вопросов в связи со сложностью геологической истории формирования района, обусловленной неоднократным проявлением тектонических движений и магматизма, длительностью становления отдельных месторождений, а также сочетанием на последних особенностей син- и эпигенетического рудоотложения и т.п., приводящих зачастую к различной трактовке одних и тех же фактических данных. В настоящее время большинством исследователей региона защищается гипотеза о полигенности оруденения (Смирнов, 1967), которая выражена совокупностью совмещенных в пространстве гидротермально-осадочных, гидротермально-метасоматических и гидротермально-метаморфогенных процессов.

Анализ многочисленных геологических, минералогических и генетических данных по колчеданным месторождениям региона, полученных исследователями, указывая на полигенно-полихронный характер оруденения, по-

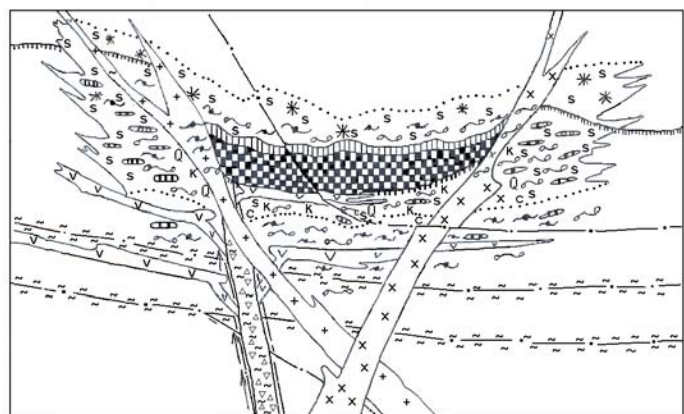
зволяет предложить нижеследующие модели накопления рудного вещества (рис.1, 2), происходившего в течение длительного геологического времени, охватывающего три этапа минерализации.



а)



б)



в)

Рис. 1. Модель проксимальной обстановки рудообразования. Формирование руд первого (а), второго (б) и третьего этапов (в) минерализации на Кацдагском месторождении (условные обозначения на рис.2)

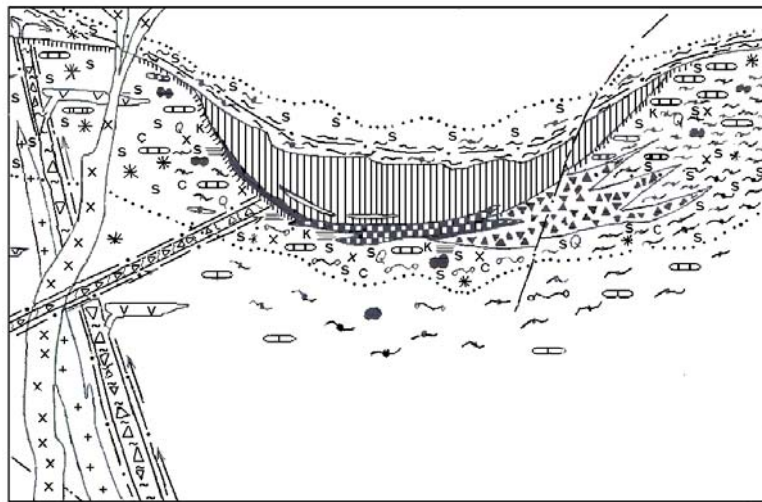
На первом этапе минерализации, соответствующем периоду проявления базальтоидного магматизма, во впадинах юрского бассейна с застойным режимом водообмена в различных геологических обстановках – проксимальной, промежуточной и дистальной (Plimer, 1978; Курбанов, 1986) формировались гидротермально-осадочные серноколчеданные руды, парагенетически связанные с породами формации натриевых базальтов. Отложение рудного вещества в проксимальной обстановке (рис. 1) осуществлялось в тесной ассоциации с вулканитами, а в промежуточной и дистальной обстановках (соответственно рис. 2а и 2б) – в амагматичных палеодепрессиях.

Генетическая модель образования гидротермально-осадочных руд первого этапа минерализации обнаруживает определенное сходство с процессом современного накопления сульфидов во впадине Атлантик II Красного моря. Основной причиной сульфидообразования явилось резкое понижение температуры растворов при их поступлении на дно юрского бассейна и смешивание с морской водой, что привело к пересыщению гидротерм и отложению из них рудного вещества, хотя принципиально возможно также накопление последнего в связи с нейтрализацией при этом растворов, метасоматическим воздействием флюида на нелигитированные осадки и т.п. Отложение сульфидов происходило в условиях расслоения среды минералообразования на окислительную и восстановительную зоны, причем этому явлению особенно благоприятствовал застойный режим впадин морского дна, где изменялись плотностные характеристики флюида и среды, происходило расслоение морской воды с образованием тяжелого придонного рассола (Франклин и др., 1984; Твалчрелидзе, 1987). Накопившийся сульфидный осадок в результате взаимодействия с поровым раствором при диагенезе был подвержен раскристаллизации с образованием рудных залежей, которые в дальнейшем после перекрытия их мощной толщей песчано-глинистых осадков совместно с ней участвовали в складкообразовании, испытав одинаковую степень метаморфических преобразований.

Не останавливаясь на признаках, свидетельствующих о накоплении рассматриваемых руд в обстановке, существенно отличающейся от таковой проявления эпигенетических образований (Велизаде, 1981), отметим, что, судя по ряду геологических и минералогических критериев, результатам термометрического исследования пирита, а также данным измерения его термо-э.д.с. – дырочному типу проводимости, высоким величинам коэффициента термо-э.д.с. (до + 750 мкв/град), формирование серноколчеданных руд осуществлялось при низких температурах (50-80°C) в условиях гидростатического давления, не превышающего 1 кбар.

В дальнейшем неоднократно проявившиеся тектонические движения обеспечили поступление в среду минералообразования новой порции растворов, обусловив вначале метасоматические изменения терригенных пород, а затем формирование эпигенетических гидротермально-метасоматических руд второго этапа минерализации. Эти руды, связанные с проявлением дифференцированной базальт-андезит-дацит-риолитовой формации, повсеместно секут и интенсивно замещают ранее образовавшиеся гидротермально-осадочные серноколчеданные руды, служившие «геохимическим барьером» для цинка, свинца и меди.

Отложение эпигенетических руд на раннепиритовом субстрате осуществлялось в более высокотемпературных условиях по сравнению с серноколчеданными рудами, о чем свидетельствуют нижеследующие признаки: а) широкое развитие в рудах эмульсионной и пластинчатой структур распада твердого раствора, свойственных халькопирит-сфалеритовым, пирротин-сфалеритовым и кубанит-халькопиритовым агрегатам, температура образования которых отвечает 235-270°C и выше; б) электронный тип проводимости пирита из эпигенетических руд с величинами коэффициента термо-э.д.с., варьирующими в пределах 0 – -500 мкв/град, который присущ высокотемпературным образованиям, в отличие от дырочной проводимости его ранней генерации, свойственной низкотемпературному дисульфиду железа; в) гомогенизация газо-жидких включений кварца из этих руд, осуществляемая при 340-165° С.



а)



б)

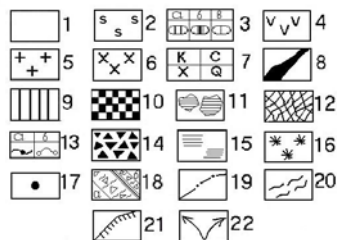


Рис. 2. а-генетическая модель промежуточной обстановки рудообразования (Филизчайское месторождение); б-генетическая модель дистальной обстановки рудообразования (Катехское месторождение). Условные обозначения к рисункам 1, 2: 1-песчано-сланцевые отложения; 2-рудоносные горизонты; 3-конкреции: а-пиритовые; б-пирроотиновые; в-глинисто-сидеритовые; 4-6 – магматические породы: 4- недифференцированной формации натриевых базальтов; 5-андезит-дацит-риолитовой формации; 6-габбро-диорит-плагиогранитовой формации; 7-гидротермально-метасоматические изменения пород: К-карбонатизация; Q-окварцевание; X-хлоритизация; С-серицитизация; 8-14- руды: 8-серноколчеданные; 9- колчеданно-полиметаллические; 10-медно-пирроотиновые; 11-обломковидные; 12-штокверковые; 13-прожилково-вкрапленные: а-серноколчеданного и колчеданно-полиметаллического состава; б-медно-пирроотинового состава; 14-пятнисто-вкрапленные; 15-«рудный флиш»; 16-сгустковые скопления рудных минералов; 17-фрамбоидальный пирит; 18-тектонически ослабленные зоны: а-основные; б-оперяющие; 19-разрывные нарушения; 20-зоны рассланцевания; 21-морское дно; 22-направление движения гидротермальных растворов.

Дальнейшие тектонические движения привели к внедрению даек и штокообразных тел габбро-диорит-плагиигранитовой формации, с которой связано формирование руд третьего этапа минерализации, охватывающего две стадии минералообразования. В литературе существуют различные трактовки вопроса образования пирротина, являющегося основным продуктом этого этапа минерализации, широко распространенным как в исследованном районе, так и на соседних территориях (Курбанов, 1986; Гвалчрелидзе, 1987 и др.). Рудообразование на первой стадии третьего этапа минерализации, в течение которого происходило формирование медно-пирротинового оруденения, осуществлялось при температурах, не превышающих 320-330°C, в условиях низких давлений (ниже 50 МПа).

Минералы второй стадии данного этапа, представленные халькопирит-кварцевой и сидерит-пиритовой ассоциациями, откладывались при температурах 340-165°C в обстановке существенной вариации окислительно-восстановительного потенциала и кислотности среды рудообразования.

В целом процессы формирования сульфидных залежей в исследованном районе происходили в широком диапазоне колебаний физико-химических параметров среды минералообразования.

Базируясь на совокупности результатов геологических, минералогических, изотопных и экспериментальных исследований (Кашкай и др., 1979; Злотник-Хоткевич, 1982 и др.), можно считать, что источник рудного вещества имеет ювенильную природу и наиболее вероятной формой миграции металлов в гидротермальных растворах являются хлоридные комплексы. Кроме того, сидерофильные компоненты (Fe, Co, Mn, Ti) могли поступить в среду минералообразования и в процессе палагонитизации базальтов в результате взаимодействия их горячих потоков с морской водой с образованием гетита, монтмориллонита и гидроокислов марганца. Именно такой точки зрения на основании присутствия в рудах Филлизчайского месторождения палагонитовых образований гетита и магнетита придерживается А.Г.Злотник-Хоткевич (1982), считающий, что основным источником железа, необходимого для формирования сульфи-

дов, являются накопления гетита – продукта палагонитизации базальтов.

Узкие пределы колебаний величин δS^{34} (от +1 до +6‰), установленные Н.М.Заири (Кашкай и др., 1979) при изотопных исследованиях серы сульфидов, свидетельствуют о ювенильной природе ее главной массы. Широкая дисперсия значений δS^{34} , достигающая 60‰ лишь в отдельных образцах раннего пиррита, указывает на присутствие в них серы биогенного происхождения. Предложенные геолого-генетические модели отвечают комбинированному полигенно-полихронному типу колчеданных месторождений, сосредоточенных в терригенных комплексах.

Многочисленные колчеданные месторождения, локализованные на северо-восточном склоне Малого Кавказа, принадлежат к вулканической ассоциации (Абдуллаев и др., 1988) и характеризуются общими для них следующими чертами. Эти месторождения формировались в островодужной геодинамической обстановке в парагенетической связи с последовательно дифференцированной базальт-андезит-дацит-риолитовой формацией и приурочены к ее кислым дифференциатам – субвулканическим, экструзивным и жерловым фациям дацитов-риолитов. Колчеданное оруденение контролируется палеовулканическими сооружениями, сложенными кислыми вулканитами, которые служат поисковыми критериями.

На хорошо изученных месторождениях (Гядабейское, Гызылбулагское и др.) намечается определенная вертикальная зональность, выражающаяся в развитии богатого медного, медно-цинкового, полиметаллического и т.п. оруденений в верхних, апикальных частях штоков или висячих боках линзовидных залежей, сменяющихся с глубиной массивными, далее прожилково-вкрапленными и вкрапленными серноколчеданными рудами. Ряд месторождений (Чырагдаринское, Тоганалинское) характеризуется наличием в надрудных образованиях гетерогенных рудных обломков. Гидротермальные изменения рудовмещающих пород, относящихся к формации вторичных кварцитов, характеризуются проявлением различных сульфидоносных метасоматических фаций, в пространственном размещении которых наблюдается отчетливая вертикальная и латеральная зональность (Алиев, 1976).

Среди месторождений вулканической ассоциации так же, как и колчеданных объектов, локализованных в терригенных комплексах южного склона Большого Кавказа, имеются типовые представители дистальной и проксимальной обстановок формирования (рис. 3).

Гядабейское месторождение является наиболее характерным примером медноколчеданных объектов, локализованных в азербайджанской части Малого Кавказа. Изучением различных вопросов геологии этого месторождения занимался многочисленный коллектив геологов (Р.Н.Абдуллаев, В.И.Алиев, В.М.Бабазаде, Г.С. Гусейнов, М.А.Кашкай, Г.И. Керимов, Н.К. Курбанов, Ф.М. Мамедов, Э.С. Сулейманов, Н.К.Паффенгольц, Н.С. Успенский, Е.С. Федоров, Г.Х. Эфендиев и др.).

Касаясь вопроса генезиса указанного месторождения (Кашкай, 1951; Керимов, 1963; Сулейманов, 1973; Алиев, 1976; Мамедов, 1990; Бабазаде, 2000 и др.), следует отметить, что Н.С. Успенским, К.Н.Паффенгольцем, а позже Г.И. Керимовым формирование его связывалось с развитыми здесь интрузивными образованиями. М.А.Кашкай, Г.Х.Эфендиев, В.И.Алиев и другие геологи обосновывают связь этого месторождения, как и прочих аналогичных объектов региона, с верхнебайосскими кислыми субвулканическими образованиями и позднебайосской плагиогранитовой формацией.

Анализ имеющихся геологических материалов по рассматриваемому месторождению позволяет считать его руды полигенно-полихронными образованиями, сформированными в течение двух этапов минерализации. Как видно из приводимой генетической модели (рис.3а), на первом этапе минерализации образовались серноколчеданные, а на втором – медные и медно-цинковые руды.

Формирование ранних серноколчеданных руд осуществлялось гидротермально-осадочным путем в мелководных субмаринных условиях в дистальной обстановке – вдали от рудовыводящего канала в локальных вулканических палеовпадинах в конечные периоды дацит-риолитового вулканизма в тесной парагенетической связи с близсинхронными с ними субвулканическими образованиями. Накопление ранних сульфидных осадков было обусловлено резким охлажде-

нием гидротерм при смешивании с морской водой, что привело к их пересыщению и осаждению из них рудного вещества, раскристаллизованного в дальнейшем с формированием серноколчеданных руд, основу которых составляет ранняя генерация пирита, представленная массивными образованиями и неравномерно распределенной вкрапленностью обычно хорошо ограненных индивидов.

Согласно данным Ф.М.Мамедова (1990), отложение серноколчеданных руд региона в дистальной обстановке осуществлялось в относительно низкотемпературных (40-60⁰С) условиях и пириты из этих руд характеризуются широкой вариацией изотопного состава серы – от +4,5 - +20‰ до -20‰.

Медные и медно-цинковые руды второго этапа минерализации являются эпигенетическими образованиями, представленными в основном пиритом II, халькопиритом, сфалеритом, пирротинном, галенитом, самородным золотом и другими минералами, чаще приуроченными к верхним горизонтам сульфидных тел, сформированными гидротермально-метасоматическим путем в тесной парагенетической связи с гранитоидными интрузивами. Они, имея наложенный характер, пересекают ранние серноколчеданные руды, цементируют их раздробленные участки и отчетливо корродируют выделения пирита первой генерации. О значительном временном разрыве серноколчеданных и медно-цинковых руд и парагенетической связи их с различными магматическими образованиями свидетельствуют также данные геохимических исследований, проведенных Г.В.Мустафаевым и Э.С. Сулеймановым. Кроме того, присутствие в рудах месторождения ряда никелевых и никельсодержащих минералов (пентландит, бравоит, никель-пирит) также указывает на тесную связь оруденения с габброидными интрузиями, характеризующимися повышенными концентрациями никеля.

Следует подчеркнуть, что в исследованном районе гранитоидные интрузивы проявились дважды – в позднем байосе и в верхней юре – нижнем мелу. Если одни исследователи района (Керимов, 1963; Сулейманов, 1973) медно-полиметаллическое оруденение генетически связывают с верхнеюрско-нижнемеловыми гранитоидами, то другие (Алиев,

1976) считают их производными верхнебайосских гранитоидов. Последнее аргументируется отсутствием колчеданных месторождений и сопровождающих их гидротермально-измененных пород в батских и более молодых отложениях, присутствием у основания этих образований обломков рудовмещающих пород, околорудных метасоматитов и массивных руд, а также радиологическими и другими данными.

Учитывая все вышеизложенное, представляется целесообразным проведение на месторождении более углубленных специализированных исследований для успешного решения довольно сложного вопроса, касающегося роли гранитоидных интрузивов той или иной возрастной группы в формировании медно-цинкового оруденения.

Судя по имеющимся данным (Сулейманов, 1973, Алиев, 1976), в частности наличие в рудах структур распада твердых растворов кубанит-халькопиритовых и валлериит-халькопиритовых агрегатов, обычно используемых в качестве минералов – геотермометров, можно считать, что рудообразование на втором этапе минерализации по сравнению с первым происходило в более высокотемпературных условиях.

Касаясь вопроса о природе рудного вещества, следует отметить, что основные металлы руд – железо, медь и цинк скорее всего привносились в среду минералообразования гидротермальными растворами из магматического источника, хотя В.И.Алиевым (1976) на основании полученных им результатов детальных исследований околорудных метасоматитов допускается частичное участие в колчеданных рудах также железа, выщелоченного из гидротермально-измененных боковых пород. Учитывая имеющиеся в литературе другие интерпретации природы рудного вещества колчеданных месторождений, в частности с позиции теории рециклинга (Spooner, Fyfe, 1973; Ohmoto, 1978 и др.), вопрос об источнике металлических компонентов руд, как справедливо отмечается во многих публикациях, пока нельзя считать окончательно решенным.

Гызылбулагское месторождение благодаря довольно высокой концентрации золота и присутствию его в рудах часто в само-

родной форме в настоящее время классифицируется как золото-медноколчеданное. Изучению различных вопросов его геологии посвящены исследования А.А. Алиева, Г.И. Аллахвердиева, А.М. Агакишиева, А.А. Байрамова, Т.Г. Баширова, П.С. Гаврилюк, Т.Г. Гаджиева, Р.Г. Гасанова, Д.А. Гусейнова, Г.С. Гусейнова, А.Ф. Керимова, А.А. Магриби, З.И. Мамедова, Ф.М. Мамедова, И.М. Муртузаева, Р.Г. Нобари, Ю.Р. Ширинова, Г.Х. Эфендиева и других геологов. При анализе имеющихся геологических материалов устанавливается длительный характер процесса формирования этого месторождения, что отмечается практически всеми его исследователями, среди которых, однако, нет единого мнения по вопросу выделения этапов минерализации. Одни из исследователей месторождения относят его руды к продуктам одного (Мамедов, 1990), другие – двух (Гасанов и др., 1984), а третьи (Гусейнов, 1990) – трех этапов минерализации, отмечая при этом многостадийный характер оруденения. Так, Р.К. Гасанов и др. (1984) выделяют два этапа минерализации, первый из которых включает четыре, а второй – две стадии минерализации: на первом этапе откладились продукты кварц-пиритовой, кварц-пирит-халькопиритовой, кварц-пирит-сфалерит-халькопиритовой и цеолит-карбонатной стадий минерализации. Д.А. Гусейновым (1991) на основании многочисленных геологических, петролого-геохимических, изотопно-геохронологических и других данных обосновывается формирование месторождения в течение трех этапов минерализации – колчеданного (верхний байос), золото-сульфидного (верхняя юра) и кварц-сфалеритового (нижний мел).

Не вдаваясь в дискуссию, необходимо подчеркнуть значительную временную оторванность серноколчеданных и золото-медно-цинковых руд Гызылбулагского месторождения, не вызывающую никаких сомнений в справедливости отнесения их к продуктам различных этапов минерализации. Руды этого месторождения, генетические особенности которого отражены на нижеследующей модели (рис. 3б), являются полигенными и полихронными образованиями, сформированными благодаря проявлению гидро-

термально-осадочных и гидротермально-метасоматических процессов.

На первом этапе минерализации в мелководных условиях юрского бассейна в проксимальной обстановке – непосредственно над магмо- и рудоподводящим каналом, как и на большинстве колчеданных месторождений региона (Мамедов, 1990), гидротермально-осадочным путем формировались серноколчеданные руды – производные верхнебайосского полициклического кислого вулканизма, в перерыве между проявлениями которого происходили частичный размыв и переотложение ранних риодацитов и сульфидов в надкровельной части рудной залежи, перекрытых продуктами последующих извержений.

Второй этап минерализации характеризуется проявлением наложенного на ранние серноколчеданные руды золото-медно-цинкового оруденения, представленного эпигенетическими гидротермально-метасоматическими образованиями – продуктами кварц-пирит-халькопиритовой, кварц-пирит-сфалерит-халькопиритовой, кварц-халькопиритовой и цеолит-карбонатной стадий (Гасанов и др., 1984). Отметим при этом, что все еще требуют своего решения дискуссионные вопросы (А.А. Байрамов, Т.Г. Баширов, Д.А. Гусейнов) относительно связи золото-медно-цинкового оруденения с субвулканическими комплексами конкретных возрастных групп. Во избежание повторения здесь не рассматриваются причины накопления сульфидной массы на дне юрского палеобассейна и некоторые другие физико-химические и генетические аспекты становления Гызылбулагского месторождения, вскользь рассмотренные выше на примере во многом однотипного с ним Гядабейского месторождения. Отметим при этом лишь формирование гидротермально-осадочных серноколчеданных руд в сравнительно низкотемпературных ($60-80^{\circ}\text{C}$) условиях, а эпигенетических образований – при температурах $350-130^{\circ}\text{C}$ (Гасанов, 2003).

Узкий диапазон вариаций изотопного состава серы сульфидов ($\delta\text{S}^{34} = 1,5- 4,5\%$), за исключением кровли и выклинок рудной залежи (Мамедов, 1990; Гусейнов, 1991), где δS^{34} характеризуется относительно широкими пределами колебаний (от $+5,6$ до -11%), указывает на ювенильную природу их серы.

Геологические исследования на **Агдаринском месторождении** и прилегающих к нему территориях, приуроченных к Ордубадской структурно-формационной зоне второго порядка, проводились Ш.А.Азизбековым, В.И.Алиевым, А.А.Байрамовым, Т.Г. Гаджиевым, М.Б. Зейналовым, А.Д. Керимовым, Н.К. Курбановым, М.А. Мустафабейли, Ю.А. Рамазановым, М.И. Рустамовым и другими геологами. Это месторождение так же, как и однотипные с ним другие объекты, расположенные в Ордубадском рудном районе, в ранних исследованиях рассматривалось как гидротермальное образование, находящееся в генетической связи непосредственно с гранитоидными интрузиями Мегри-Ордубадского плутона, а в более поздних работах оно парагенетически связывается с нижнеэоценовыми субвулканическими телами андезит-дацитов, и руды его рассматриваются как продукты гидротермальной деятельности магматического очага, породившего рудовмещающие вулканогенные породы (Азизбеков, 1961; Рамазанов, 1971; Алиев, 1976 и др.).

На основании анализа геологических материалов по Агдаринскому месторождению, в частности возрастных соотношений колчеданно-полиметаллических руд с вмещающими их вулканитами и разновозрастными субвулканическими интрузиями, мы, присоединяясь к мнению Ю.А.Рамазанова (1971), считаем, что оруденение на месторождении имеет полигенно-полихронный характер и формировалось в течение двух этапов минерализации.

Как следует из предложенной нами модели (рис. 3в), отражающей генетические особенности месторождения, на первом этапе минерализации гидротермально-осадочным путем в морской среде в проксимальной обстановке – над магмо- и рудоподводящим каналом накапливались ранние серноколчеданные руды, отложению которых предшествовали интенсивные гидротермально-метасоматические изменения вулканитов, вплоть до превращения их во вторичные кварциты. Указанные руды парагенетически тесно связаны с вмещающими их вулканитами нижнеэоценовой последовательно дифференцированной базальт-андезит-дацитовый субформации и формировались на этапе проявления кислого вулканизма в конце вулканического цикла, который начался с трещинных излияний среднекислых лав.

Второй этап минерализации характеризуется отложением гидротермально-метасоматических промышленно-ценных полиметаллических руд и объединяет две стадии: на первой стадии выделились минералы сфалерит-галенит-халькопирит-пиритовой, а на второй – кальцит-баритовой парагенетических ассоциаций. Тесная пространственная связь полиметаллического оруденения с субвулканическими образованиями, исчезновение его по мере удаления от участков развития последних позволяет считать их парагенетически связанными. По мнению Ю.А.Рамазанова (1971), полиметаллическое оруденение парагенетически связано с самостоятельным комплексом нижнеэоценовых гиповулканических малых интрузий. Ранние серноколчеданные руды образовались при низких температурах, не превышающих 60-70°C, а полиметаллические – в относительно высоких (300-100°C) температурных условиях на небольшой глубине.

Таким образом, общими для вышеуказанных генетических моделей типовых колчеданных месторождений вулканической ассоциации азербайджанской части Малого Кавказа являются полигенно-полихронный характер оруденения и формирование руд в течение двух этапов минерализации – гидротермально-осадочного и гидротермально-метасоматического.

Главные выводы, которые можно сделать из анализа вышеизложенных генетических данных, сводятся к следующему.

1. Продолжительность развития разнообразных морфогенетических типов складчатых и разрывных структур и неоднократное проявление магматизма в вышеуказанных регионах с различными геодинамическими режимами становления вкпе с возрастными соотношениями отдельных типов магматических и рудных образований однозначно указывают на длительность процесса формирования месторождений.

2. В залежах, представленных пласто-, линзо- и штокообразными телами, вне зависимости от литологического состава вмещающих пород накопление рудного вещества осуществлялось поэтапно в результате сочетания различных процессов в условиях заметной вариации физико-химических характеристик среды минералообразования – спектра и

концентрации рудообразующих компонентов, рН, Eh и РТ – параметров.

3. На предложенных геолого-генетических моделях колчеданных месторождений, локализованных в терригенных и вулканогенных образованиях, естественно, не отражены все нюансы рудогенеза на конкретных объектах, в то же время эти модели могут быть успешно использованы при локальном прогнозе и поисках слепого оруденения на малоизученных площадях рассмотренных выше регионов. В связи с тем, что в настоящее время при изучении условий рудогенеза все большее внимание уделяется модельным построениям, представляется целесообразным рассмотреть генетических особенностей рудных месторождений и других промышленно-генетических типов Азербайджана на основе эволюционного моделирования с реконструкцией всей последовательности процессов рудообразования.

ЛИТЕРАТУРА

- АБДУЛЛАЕВ, Р.Н., МУСТАФАЕВ, Г.В., АЛИЕВ, И.А., ШАФИЕВ, Х.И., ГАСАНОВ, Р.К. 1988. Мезозойские магматические формации Малого Кавказа и связанное с ними эндогенное оруденение. Элм. Баку. 158 с.
- АЗИЗБЕКОВ, Ш.А. 1961. Геология Нахичеванской АССР. Госгеолтехиздат. Москва. 502 с.
- АЛИЕВ, В.И. 1976. Колчеданная рудная формация Малого Кавказа (азербайджанская часть). Автореферат докт. дисс. Баку. 55 с.
- БАБАЗАДЕ, В.М. 2000. Обобщенная геолого-генетическая модель колчеданного рудообразования. *Bakı Universitetinin xəbərləri. Təbiət elmləri seriyası*, 1, 105-126.
- ВЕЛИЗАДЕ, С.Ф. 1981. Минеральный состав и условия формирования руд Кацдагского колчеданно-полиметаллического месторождения (южный склон Большого Кавказа). Автореферат канд. дисс. Москва. 25 с.
- ВИНОГРАДОВ, А.П., ГРИНЕНКО, Л.Н., ГРИНЕНКО, В.А., ЗАИРИ, Н.М. 1971. Источники серы и некоторые вопросы формирования сульфидных залежей колчеданного типа в осадочных толщах. *Геохимия*, 10, 1155-1166.
- ГАСАНОВ, Р.К. 2003. Кызылбулагское медно-золоторудное месторождение. В кн.: *Геология Азербайджана. Т. VI. Полезные ископаемые*. Nafta-Press, Баку, 242-248.
- ГАСАНОВ, Р.К., АЛИЕВ, А.А., ШИРИНОВ, Ю.Р., НОБАРИ, Р.Г., ГУСЕЙНОВ, Г.С. 1984. Некоторые черты строения и минералого-геохимические особенности руд Кызылбулагского месторождения. *Труды ЦНИГРИ*, Москва, вып. 189, 92-101.
- ГУСЕЙНОВ, Д.А. 1991. Рудоносность субвулканических образований Кызылбулагского рудного поля (Малый Кавказ). Автореферат канд. дисс. Баку. 23 с.

- ЗЛОТНИК-ХОТКЕВИЧ, А.Г. 1982. Минералого-геохимические особенности Физизчайского колчеданно-полиметаллического месторождения на Малом Кавказе. *Труды ЦНИГРИ*, 168, 50-54.
- КАШКАЙ, М.А. 1951. К вопросу о формировании колчеданных месторождений северо-восточного склона Малого Кавказа. *Известия АН Азерб. ССР*, 10, 3-17.
- КАШКАЙ, М.А., АЛИЕВ, А.А., ГЕЙДАРОВ, А.С., ГАДЖИЕВ, С.М., НОВРУЗОВ, Н.А., ЗАИРИ, Н.М., МУСТАФАЗАДЕ, Б. В. 1979. Геохимия и минералогия колчеданных месторождений южного склона Большого Кавказа (Белокано-Шекинская металлогенетическая зона). Элм. Баку. 208 с.
- КЕРИМОВ, Г.И. 1963. Петрология и рудоносность Кедабекского рудного узла. Азернешр. Баку. 219 с.
- КУРБАНОВ, Н.К. 1986. Условия формирования и закономерности размещения стратиформных колчеданно-полиметаллических месторождений терригенных эвгеосинклиналей (на примере альпийской провинции Большого Кавказа). Автореферат докт. дисс. Москва. 49 с.
- МАЗАНОВ, Д.Д. 1963. Об осадочно-метаморфическом генезисе медно-сульфидного оруденения южного склона Большого Кавказа в пределах Азербайджана. *Учен. Записки АГУ им. С.М. Кирова. Серия геол.-географ.*, 6, 41-50.
- МАМЕДОВ, Ф.М. 1990. Закономерность размещения и геолого-генетические модели формирования золото-полиметаллических месторождений Шамхор-Мехманинского сегмента (Малый Кавказ). Автореферат канд. дисс. Баку. 24 с.
- МУСТАФАЕВ, Г.В., БАБАЕВ, Ш.А., ВЕЛИЗАДЕ, С.Ф., ЭФЕНДИЕВА, Э.Н., КЕРИМОВ, Р.Б., ГУСЕЙНОВ, Д.А., БАБАЕВА, Г.Д. 2000. Логико-информационный анализ колчеданных месторождений и рудопроявлений Азербайджана. *Известия АН Азербайджана. Науки о Земле*, 1, 11-18.
- РАМАЗАНОВ, Ю.А. 1971. Нижнеэоценовый вулканизм Ордубадского синклиория и связь с ним колчеданно-полиметаллических руд. Автореферат канд. дисс. 20 с.
- СМИРНОВ, В.И. 1967. Соотношение осадочного и гидротермального процессов при формировании колчеданных руд в юрских флишондах Большого Кавказа. *Доклады АН СССР*, 177, 1, 179-182.
- СУЛЕЙМАНОВ, Э.С. 1973. Минералого-геохимическая характеристика рудных формаций Кедабека (Малый Кавказ). Элм. Баку. 125 с.
- ТВАЛЧРЕЛИДЗЕ, А.Г. 1987. Геохимические условия образования колчеданных месторождений. Недра. Москва. 188 с.
- ФРАНКЛИН, Дж.М., ЛАЙДОН, Дж.У., САНГСТЕР, Д.Ф. 1984. Колчеданные месторождения вулканической ассоциации. Генезис рудных месторождений. Т. 2. Мир. Москва. 39-252.
- ОИМОТО, Н. 1978. Submarine calderas: A key to the formation of volcanogenetic massive sulfide deposits. *Mining Geology*, 28, 219-231.
- PLIMER, I. R. 1978. Proximal and distal stratabound ore deposits: *Mineralium Deposita*, 13, 345-353.
- SPOONER, E.T.C., FYFE, W.W. 1973. Sub-sea floor metamorphism, heat and mass transfer. *Contr. Mineralogy and Petrology*, 42, 4, 489-496.